

Oxidásványok a talajokban

Az oxidásványok lényegesen befolyásolnak számos talajsajátságot (pl. a talaj színét, szerkezetét, a makro- és mikroelemek, valamint a tápanyagok forgalmát), és elterjedésük, keletkezési és mállási viszonyaik is fontos ismereteket adhatnak a talajokban lejátszódó folyamatokról. E tanulmány a lehatárolt terjedelem miatt csak az utóbbiak összefoglalásával foglalkozik, mivel az oxidásványoknál ez még annyira sem ismert, mint az elsődleges szilikátásványok esetében [108], és ezért az ezekkel az ásványokkal foglalkozó külföldi szakirodalom eredményeinek összefoglalása a hazai szakemberek számára még indokoltabb.

Az elmúlt években a talajásványtannal foglalkozó több összefoglaló jellegű munka is megjelent [35, 36, 38, 39, 60, 65, 66, 73, 74, 101, 102, 104, 105].

Az oxidásványok ásványtani jellemzésére, előfordulására és elterjedésére a kőzetekben itt nem térek ki, az megtalálható az ásvány- és közettani jegyzetekben, tan- és kézikönyvekben. Az ismételések, átfedések elkerülésére ugyanazon kémiai elem alkotta oxidásványokat egy fejezetben összefoglalva tárgyalom. A fejezeteken belül arra törekedtem, hogy lehetőleg a SZTRÓKAY [53] által ismertetett ásványrendszertanban megadott sorrend szerint következzenek az ásványok.

SiO₂-ásványok

A szilíciumvegyületek szerepével a talajokban több összefoglaló munka foglalkozott [51, 69, 75, 120].

Az egyes talajképződési folyamatok a szilíciumvegyületek — és így az SiO₂-ásványok eloszlásában is — jellemző változásokat hoznak létre, amelyeknek közismert példái a szilíciumtartalom csökkenéséhez vezető intenzív mállás, pl. a laterit talajokban, vagy a növekedését előidéző podzolosodás (elsősorban a kvarctartalom relatív növekedése), vagy szologyosodás (ami az amorf vagy rosszul kristályos szilíciumvegyületek felhalmozódásával is jár). A szilícium-dioxid-ásványok, így a kvarc eloszlását olyan folyamatok is befolyásolják, mint az illuviáció, amely az eluviális szintben mennyiségének relatív növekedéséhez, míg az illuviális szintben viszonylagos csökkenéséhez vezet (hígítási hatás), továbbá relatív csökkenést okoz a mész-, a szeszkvioxid-, valamint a humuszfelhalmozódás is, míg viszonylagos növekedését idézi elő a kilúgzódás, a mállékony ásványok elmállása stb. Értelemszerűleg ezek a folyamatok nemcsak a kvarctartalomra gyakorolnak befolyást, hanem más ásványokra is.

MCKEAGUE és CLINE [69] összegezték a szilíciumvegyületek és ezen belül a kvarc eloszlásának szabályszerűségeit a talajokban, nevezetesen a „7th Approximation” [103] talajrendjeinél. A talajszintekre nem, vagy csak kis mértékben differenciálódott talajokban (Entisols, Inceptisols) a kvarctartalom főként a talajképző kőzetbeni eloszlást tükrözi. Az Entisolok a talajképződés szempontjából fiatalok, bár a fiatal alluviumoktól kezdve, idős mállott kőzetekig különböző korú kőzeteken alakulhatnak ki. Kvarctartalmuk széles határok között változik. Az Inceptisolokban a homokfrakció uralkodóan kvarcból áll. Az Aridisolokban a kvarc mennyisége változó. Eloszlását lényegesen befolyásoló folyamat itt a korlátozott kémiai mállás és kilúgzódás. A közepesen mállott talajokban (Alfisols, Mollisols, Spodosols és Ultisols)

a mállás és — azokban a talajokban, ahol jellemző — az illuviáció a felső szintben a kvarctartalom növekedéséhez, az illuviális szintben pedig a csökkenéséhez vezet. Az Alfisolok változó, esetenként jelentős mennyiségű kvarcot tartalmazhatnak, a felső szintekben dúsuló tendenciával. A Mollisolokban változó a kvarctartalom, esetenként itt is a felső szintben megnő. A Spodosoloknál rendszerint már a talajképző közet nagy szilíciumtartalmú, ami a talajképződés során tovább dúsulhat. E talajokban általában jelentős a kvarc mennyisége, amely rendszerint a homok- és az iszapfrakcióban uralkodó. Az Ultisolokban is egyes esetekben domináns ásvány a kvarc; ahol A_2 -szint alakult ki, abban a szintben dúsul fel. Olyan erőteljes mállásnál, amely a kvarcot is megtámadja, a relatív felhalmozódással szemben csökken a mennyisége az agyagfrakcióban, mint pl. az Oxisolokban. Ezzel szemben a homok- és iszapfrakcióban esetenként jelentékeny (85%-ot is meghaladó) koncentrációjú lehet. A kvarc helyenként a Vertisolokban is figyelemre méltó mennyiségben van jelen.

A szemcsenagyság szerinti eloszlást tekintve a kvarc elsősorban a talajok homok- és iszapfrakciójában fordul elő, sokszor dominánsan. A kvarc szemcsenagysági eloszlása gyakran jelzi az eredetét. Az eolikus kőzeteknél a kvarc egyenletes eloszlása vagy dúsulása a durva iszapfrakcióban löszre, míg a finom iszapfrakcióban történő felhalmozódása troposzférikus eredetre utal. Tillen kialakult talajok esetében a kvarctartalom maximuma a homok- vagy a durva iszapfrakcióban van. Az agyagfrakcióban kis mennyiségű kvarc aránylag gyakran előfordul [36], de kevésbé dúsul fel, és a finom agyagfrakcióból rendszerint hiányzik. Ennek az alábbi két magyarázata lehet: a $0,2\ \mu\text{m}$ alatti szemcsenagyságú kvarc oldhatósága ugrásszerűen megnő, illetve a kvarc a jelenleg képződő alaszakai glaciális üledék agyagfrakciójából hiányzik (SLATT és HOSKIN, cit. in: [120]), ami arra utal, hogy fizikai sajátosságai miatt ilyen szemcsenagyságú törmelék képzésére kevésbé hajlamos [120].

Az eolikus eredetű kőzetek közül, amelyek általában jól osztályozottak, a dűnehomok és lösz talajképző kőzeteként széles elterjedése közismert. Gyakran keverednek eolikus üledékek más kőzetekhez is, amelyeknek az elkülönítésére SYERS és munkatársai [107] sikeresen alkalmazták a kvarcban az O^{18}/O^{16} arányban levő különbségeket.

Troposzférikus eredetű kvarcszemcsék talajhoz keveredését JACKSON és munkatársai [49] kvarcmentes mafikus kőzeten (bazalton) kialakult talajok (Hawaii-szigetek) vizsgálatával bizonyították. E talajokban jelentékeny kvarctartalmat (45%-ig) mutattak ki; a kvarc mennyisége az évi átlagsapadékkal, a talaj korával, a kitérítéssel és a térszint feletti magassággal nőtt, az erózió és a denudáció növekedésével csökkent. A kvarc szemcsenagyság szerinti eloszlása (70%-a a $2-10\ \mu\text{m}$ frakcióban volt), morfológiája, oxigén-izotóp-aránya alapján igen hasonlít az északi félteke aeroszolikus poraihoz és a Csendes-óceán középső részének pelagikus üledékéhez. A szerzők itt utaltak arra az ebből következő veszélyre, hogy ez a por a radioaktív és vegyi (pl. DDT, ólomvegyületek) szennyezéseket nagy területeken terjesztheti el. Ez a por a kvarc mellett csillámot, apatitot is tartalmaz, így a fent említett erősen mállott és kilúgozott talajok termékenységet javíthatja.

ÉNy-Kyushu és San-in (Japán) területén bazalton kialakult Andosolokból kimutatott kvarc és csillám szemcsenagyság szerinti eloszlása (a kvarc uralkodóan a $2-53\ \mu\text{m}$ frakcióban) és pásztázó elektronmikroszkóppal meghatározott morfológiája hasonló a Csendes-óceán középső területének északi részén levő pelagikus üledékeiben és a Hawaii-szigetek talajaiban előforduló kvarcéhoz [79]. A fukuukai és iwatei Andosolok, valamint sagai és nagasakai (Japán) bazalton kialakult vörös-sárga talajok és a sagai lösz $1-10\ \mu\text{m}$ szemcsEFRakciójában előforduló kvarcot jellemző oxigén-izotóp-aránya alapján is aeroszolikus eredetű pornak tartják [77]. A kvarctartalomnak a 2 : 1 típusú agyagásványokkal való kovariáns összefüggése arra utalt, hogy a japán Andosolok 2 : 1 típusú agyagásványai is lehetnek troposzférikus eredetűek. Vermikulitot is tartalmazhatnak, amely nukleáris eredetű Cs^{137} -et köthet meg [107].

A karolina állambeli (USA) előfordulások szélszállította szaharai porból származnak, a Japánban és a Hawaii-szigeteken levők viszont az ázsiai kontinensről kerültek a helyszínre szintén a szél révén [107]. Az atmoszférikus por egyik forrásaként Ny-India arid és szemi-arid területének deflációs üledékei jöttek számításba. SIDHU [99] kimutatta, hogy az ÉNy-Indiában gyűjtött atmoszférikus por, amely uralkodóan kvarcból és amelllett csillámból, földpátból, kalcitból, kaolinitből, kloritból és amfibolból áll, ásványtani és fiziko-kémiai jellemzői alapján igen hasonló a Thar-sivatag felszíni üledékeihez.

Az elektronmikroszkópia alkalmazása a kvarc vizsgálatánál is új lehetőségeket nyitott.

KRINSLEY és DOORNKAMP [57] a kvarchomokszemcsék *felületének morfológiai sajátosságai* alapján négy fajtájukat különítette el:

1. törési felületek;
2. sík, hasadási felületek;
3. a hasadási vagy kristálylapokon felhajlott lapok;
4. a fent felsorolt morfológiai jelenségek modifikációja oldódással vagy kicsapódással.

A kvarc pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata a mállás előrehaladásával a felület-elváltozások különböző fokainak megkülönböztetését tette lehetővé grániton kialakult angolai, malájföldi és zairei Ulti- és Oxisolokban [31]. A fizikai mállás hajsza szerű repedésekkel jelentkezett, majd a szemcsék ezek mentén felaprózódtak. A kémiai mállás fellépte rendszerint a kristálytani irányok és diszlokációk megszabta maródási nyomokban és oldódási háromszögletű üregekben, barázdákban jelentkezett. A legintenzívebb mállás morfológiai nyomait egy petroplintit-kiválás kvarcselemcséjén figyelték meg.

Az üregeket és repedéseket talajalapanyag töltheti ki. SCHMIDT-LORENZ (cit. in: [10]) lateritiek kvarcselemcséinek pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatakor oldódási, maratási nyomokat figyelt meg, ami sokszor a kvarc teljes kioldódásához vezetett, és így csak a kristályok negatív lenyomata maradt meg. Franciaországi eolikus homokon kialakult humuszos és vasas podzol talajokban a kvarcselemcsék felületének pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatánál LEGIGAN és LERIBAUT (cit. in: [10]) a talajtani folyamatok nyomainak a felületi oldódási üregeket és a szemcse körüli vasvegyület- és humuszbevonatok megjelenését tekintették.

A kvarcselemcsék morfológiája alapján megpróbáltak következtetéseket levonni a kőzet, illetve a talaj korára is. WHITE [119] három teraszon kialakult, különböző korú (i. e. 22 000—63 000) kaliforniai gránitos alluviumon képződött alluviális talaj A-, B-, C-szintjeiben 0,5—1,0 mm szemcsenagyságú kvarcselemcsék pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata alapján megállapította, hogy a talajszelvényekben a mélyebb szintek felé és azonos szintekben a talaj növekvő korával a szemcsfelület morfológiájának komplexitása nőtt. Az alapvetően folyóvízi szállításra utaló lekerekítettség mellett a kavasav oldódására és kicsapódására utaló morfológiai bélyegek a jellemzők. A talajnedvesség állapota és a kvarc felületének morfológiája közötti összefüggést itt kisebb jelentőségűnek tartja a szerző.

Massachusetts-i különböző korú (Wisconsin, Illinoian és Kansan) pleisztocén üledékeken képződött podzol, szürke-barna podzolos és szürke-barna-vörös-sárga podzolos talajok genetikai szintjeiből szeparált 0,25—0,5 és 0,5—1,0 mm-es szemcsfrakcióban előforduló kvarcselemcsék pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata alapján a növekvő korral a mikromorfológiai felületi jelenségek heterogenitásának növekedését figyelték meg, és a talajtextúra, nedvességállapot és kémiai hatások okozta változásokat tételeztek fel [27].

A kvarc mállásnak *ellenálló ásvány* [13, 91], *oldódása kismértékű*. HENDERSON és munkatársainak [42] összegzése szerint az oldott kavasavtartalom 25 °C-nál 0—30 ppm SiO₂, KRAUSKOPF [55] szerint többnyire 3—7 mg Si/l közé esik, míg LINDSAY [60] 10⁻⁴ M H₄SiO₄-ben adja meg. A szemcsenagyság csökkenésével 0,001—0,01 µm közötti méretnél a kvarcoldódás ugrásszerűen megnő, és meghaladja a 150 mg SiO₂/l-t is [59]. Ezt több esetben a „zavart” felületi rétegnek tulajdonítják, így a frissen őrlött kvarc oldódása is jelentősen nagyobb lehet. KRAUSKOPF [55] szerint az opál oldhatósága hasonló az amorf SiO₂ × H₂O oldhatóságához

(110—150 mg SiO_2/l), de az oldódás folyamata sokkal lassúbb. Az opál oldhatósága vztartalmának növekedésével nő, míg a törésmutatójával fordítottan arányos [44].

ELGAWHARY és LINDSAY [28] egy savanyú Paxton és egy meszes Ulysses talaj kivonataiban határozták meg a szilíciumkoncentrációt, amely a kvarc és az amorf kovasav oldhatósága által megszabott koncentrációk közé esett.

A talajoldatban a kovasav (amit monokovasavnak valószínűsítene) koncentrációját természetesen a többi szilikátásvány mállása is befolyásolja, valamint a biolitok oldódása is, ami kívül esik e dolgozat témáján.

A monokovasav oldhatósága pH 9-ig kevéssé változik, ennél lúgosabb kémhatásnál disszociálódásával (H_3SiO_4^-) ugrásszerűen megnő.

A redox potenciállal való összefüggésében, anaerob közegben a kovasav oldódása megnő, amit azzal magyaráznak, hogy a vas- és mangán-oxidokon és oxihidroxidokon adszorbeált kovasav a redukció során deszorbeálódik [86].

Feltételezik, hogy a szerves anyag szilícium-szerves molekula komplexeket alkotva megnövelheti a kvarc oldódását is [22]. A szerves komplexképző anyagoknak — pl. a citrátionnak — van a szilíciumvegyületeket oldatban tartó hatása is [1].

Az oldatban levő idegen ionok hatása az oldódásra a szemcsék felületén fémionokkal (Fe, Mg, Ca, Ag, Cu, Pb, Hg és elsősorban Al) kevésbé oldható szilikátburok képződésén keresztül is érvényesül [1, 5, 6, 56, 59].

Elterjedt az a vélemény, hogy a talajoldat kovasavtartalmát elsősorban nem a szilíciumtartalmú ásványok oldhatósága, hanem az *ad- és deszorpció* mechanizmusa befolyásolja, és elsősorban a szeszkvioxidokon való adszorpcióval kell számolni [56, 69, 87, 122].

Az adszorpció a maximumát pH 7 és 9 között éri el, és a pH-érték növekedésével a deszorpció nő, bár ezt TAN [110] nem tartja általános érvényűnek.

Az újabb adatok szerint az agyagásványokon történő adszorpciója is végbemegy, és idővel (15 éves kísérletek tanúságai szerint) beépülhet az agyagásványok szerkezetébe az Al és a Fe helyére [110].

A kvarc közvetlenül oldatból történő *kiválására* kevés adat van. MACKENZIE és GEES [61] örölt kvarcot tengervízzel rázatott össze, az egyensúlyi kovasav-koncentráció 4,4 ppm, a pH 8,1 volt. A 3 évig tartó kísérlet során a kvarszemcsék felületén pásztázó elektronmikroszkóppal kristály-továbbnövekedéseket figyeltek meg. A megörölt kvarc nagyobb oldhatósága miatt telített oldat jöhetett létre, és az örölt kvarc aktív felületei kristályosodási göcökként szerepelhettek. A szerzők a természetben hasonló körülményeket — pl. tengerpartokon, glaciális üledékekben és egyes metamorf kőzeteknél — tételeznek fel. Kvarc-továbbnövekedést a talajokban már SMITHSON [100] is kimutatott, amit elsődleges eredetűnek tekintett. BREESE [12] mikromorfológiai vizsgálatok alapján a továbbnövekedések két típusát különítette el, a ránövés és a szemcséközi hidakat, amelyeket új-dél-walesi (Ausztrália) pana talajból irt le. Az utóbbinak talajban képződését tételezte fel, mivel e szemcséközi hidak fennmaradását a talajképző kőzet áthalmazódása során nem tartotta valószínűnek.

HUMBERT és MARSHALL (cit. in: [66]) a missouri diabázon kialakult talaj 0,5—0,02 mm közötti frakcióiban feldúsult kvarcot (amelyet jelentős mennyiségű kalcedon kísért) a talajban képződöttnek tartja.

Hawaii-szigetek Humic Ferruginous, Humic Hydol és Humic Latosol talajaiban a kvarc másodlagos képződését tételezték fel, annak alapján, hogy a talajképző kőzetben nem, hanem csak a talajban fordult elő [98]. Az utóbbi időben azonban felmerült a gondolat, hogy ez a kvarc troposzférikus porból származik.

McKEAGUE és CLINE [69] összegzése szerint a másodlagos kvarc gyakran előfordul a talajokban, de az nem tisztázott, hogy közvetlenül az oldatból csapódik-e ki, vagy pedig az amorf anyagból kristályosodik ki. Szerintük az oldatban kovasavmonomerként — jóval kisebb koncentrációban — van jelen, mint a polimer kiváláshoz szükséges érték.

WILDING, SMECK és DREES [120] összegzése szerint a földfelszíni viszonyok között a kvarc képződhet még a kavasav-hidrogének öregedésével, opál→kalcedon→kvarc, valamint amorf kavasav→krisztobalit→kvarc átalakulásokkal.

Dél-walesi glaciális üledéken kialakult barna, barna podzol, pangóvíz-glej és glej-podzol talajok szelvényeiben 80—130 cm között BRIDGES és BULL [14] a tömődöttség mellett cementálódást is megfigyeltek, amelyben a röntgenmikroszkopos-elemzéssel kombinált pásztázó elektronmikroszkóppal amorf kovaanyagú kristály-továbbnövekedést, szemcseközi hidakat vagy szélsőséges esetben kriptokristályos kicsapódásokat határoztak meg. Képződésüket értelmezve a szerzők ACQUAYE és TINSLEY [1] munkájára utaltak, amely szerint podzol talajokban 0,5 pH-értékváltozás is kovakicsapódáshoz vezethet.

Amur menti alluvialis síkság elsősorban réti és glejes réti talajaiban a humuszos szint alatt 70—100—180 cm mélységben KOVDA, ZIMOVEC és AMCSISZLAVSZKAJA [54] fehér kavasavport és néha opálszerű slireket és kérget figyelt meg. A talajban „szabad”, 5%-os KOH-ban oldható kavasav mellett amorf alumino-szilikátok (allofanoidok), montmorillonit, valamint vas- és mangánkiválások jelezték a hidrogenetikus felhalmozódási folyamatot.

Arid területeken is végbemehet a kovaanyag oldódása és kicsapódása, amit HALITIM és munkatársai [40] a nedvesedéskor képződő sóoldatok oldó hatásának tulajdonítanak. Ezen túlmenően a meszes felhalmozódásoknál is voltak a kova oldódására és kicsapódására utaló jelek. A kvarcsezemcsék felületén maradási mélyedéseket, ezekben elszórt kalcitmikrokristályokat, kvarc utáni epigén kalcitképződést, valamint gyakran a felszínen virágszerű kovakicsapódásokat figyeltek meg.

Amorf $\text{SiO}_2 \times \text{H}_2\text{O}$ -t határoztak meg pumiciten kialakult talajokban Japánban és spanyolországi grániton kialakult talajokban és indonéziai talajokból is (MATSUI és KANNO, HOYOS és PINO, valamint VAN RUMMLEN, cit. in: [76]).

SZLAVNIJ és VOROB'JEVA [109] az Amur és Zeja közötti terület nehéz mechanikai összetételű, rossz drénviszonyokkal rendelkező barna erdei glejes podzol és glejes réti talajaiban 100—150 cm-es mélységben 5%-os KOH-ban oldható, fehér porszerű kavasavkiválást figyeltek meg, amelynek keletkezését nem a talajképződési folyamatokkal, hanem a nagy koncentrációban levő kavasav oldatból történő kifagyásával magyarázták.

A kovakiválás olyan mértékű is lehet, hogy cementálja a talajt; FLACH és munkatársai [34] szerint ilyen rétegek többek között előfordulnak az Egyesült Államokban (pl. Sierra Nevada, Arizona stb.), Ausztráliában, Dél-Afrikában és Európában (pl. Dél-Olaszországban). A kavasav szerintük származhat a földpátok és mafikus ásványok hosszan tartó, lassú vagy a vulkáni üveg és amorf anyag sokkal gyorsabb mállásából. Képződése olyan körülmények között várható, ahol a csapadék elegendő a mállástermékeknek a talajszintek közötti szállításához, de nem elég a talajból történő kilúgzásához. Különböző mértékű kifejlődése figyelhető meg, általában 50 cm-től több m-es vastagságig. A cementáló anyag mennyisége 10—20% lehet.

A gyengén kifejlődött cementálódásoknál a talaj-vékonycsiszolatokban az alapanyagban sok, néhány μm átmérőjű diffúz opálolt van. A közepesen kifejlődött rétegekben a kovabevonatok elérik a prizmák felső részét, és ott lemezes szerkezetet hoznak létre. A kovaanyag lehet teljesen izotrop diffúz kiválás is. Erősen kifejlődött cementálódásnál 1 μm -es, gyengén kettőtörő szálak hálózák be az alapanyagot és az agyaghártyákat (két dimenzióban ez szabálytalan szivacszerű szerkezetet jelent). Szélsőségesen erősen kifejllett rétegekben *kalcedon*-szerű kettőtörő vagy izotrop folyamatos rétegek figyelhetők meg.

A *krisztobalit* WILDING, SMECK és DREES [120] összegzése szerint vulkáni hamun kialakult talajokban fordul elő Costa Ricában, Dél-Amerikában, Japánban, Jáván, Új-Guineában és Új-Zélandon. Andezit vulkáni hamun kialakult talajokból is írtak le krisztobalitet a homokfrakció könnyűfrakciójában (22—77%-ot) a Hokkaido-szigetről (Japán) [78].

Vulkáni hamuból kialakult delta- és tengeri üledéken képződött Planosol iszapfrakciójában is mutattak ki krisztobalitet Texasban [USA], s elsődleges eredetűnek tartják [58].

SWINDALE és JACKSON [106] új-zélandi rioliton kialakult podzol talaj 2–5 μm szemcsefrakciójában 60% feletti mennyiségű krisztobalitot határozott meg, másodlagos eredetűnek tartva azt. HENDERSON és munkatársai [43] azonban ugyanazon talajból kizseparált krisztobalitban meghatározott oxigén-izotóp-adatokkal kimutatták, hogy elsődleges — hidrotermális — eredetű.

Titán-oxid-ásványok

A titán-oxid-ásványok közül a talajokban az anatáz, brookit, ilmenit, leukoxen és a rutil előfordulásával lehet számolni. Közülük az anatázt és a rutilt a mállásnak legellenállóbb ásványok közé sorolják (GRAHAM, MAREL, PETIJOHN, SMITHSON és WEYL, cit. in: [13]), amit mesterséges oldási kísérletek is megerősítettek [81]. A titán-oxid-ásványokat ennek megfelelően számos talajból leírták (1. táblázat), feldúsulásuk tehát elsősorban erősen mállott talajokban várható.

Másodlagos titán-oxid-ásványok képződését az ausztráliai vörösbarnaföldben az agyagfrakció TiO_2 -tartalmának és a Ti/Zr aránynak a növekedése alapján OERTEL [85] valószínűsítette. Anatázképződést számos üledékes kőzetből jeleztek, ezért feltételezték, hogy talajokban is keletkezhetnek. Az anatáz képződését a talajokban közvetlenül BAIN [4] mutatta ki, aki skóciai tözeges podzol talaj agyagfrakciójában 25%-ot elérő titán-dioxidot határozott meg (szerves anyag- és vas-oxihidroxid-mentes talajra számolva), amely röntgen amorf volt, de transzmissziós elektronmikroszkópos vizsgálatokkal anatáznak bizonyult. A talajban szfénből való képződését a szerző szerint az anatáz kriptokristályos megjelenése és az alapkőzetből az A_2 -szint felé növekvő mennyisége valószínűsíti. Mennyisége a felső szintben relatíve tovább nő a kilúgzódó anyagok rovására.

A titánium-oxid-tartalom eredhet az ásványokba izomorf módon behelyettesített titániumból is, amelyet DOLCATER, SYERS és JACKSON [25] a kristályos TiO_2 -ásványoktól szelektív kioldással próbált elkülöníteni. A kaolinitekben (Bordeaux, Cornwall, Georgia, Keokuk, Wrens) átlagban a titániumtartalom 96%-a különálló ásványként (főleg anatázként) volt jelen, a bentonitban (Belle Fourche, Colony és Mississippi) csak 28%-a, az illitben (Beavers Bend) pedig 19%-a, míg a többi izomorf helyettesítésként. A megvizsgált néhány talajból szelektív kioldható titániumtartalom igen széles határok között mozgott.

Az ilmenitet, amely ugyancsak számos talaj nehézásvány-frakciójában előfordul (1. táblázat) kevésbé ellenálló ásványnak tartják [13], mint a rutilt.

Vas-oxid-ásványok

A talajokban a vas-oxid-ásványok közül a hematit, maghemit és magnetit előfordulása közismert [83, 95, 97]. A hematit származhat a talajképző kőzetből, mivel még az agyagszemcseméretű ásványok között is a mállásnak ellenállóak közé tartozik [48]. Képződhet a hematit talajban is, amikor ZONN [121] összegzése szerint képződésének az erősen oxidatív, semleges vagy gyengén lúgos közeg kedvez. SCHWERTMANN és munkatársai [33, 94, 95, 97] szerint a szintézis kísérletek azt mutatják, hogy a ferriionokat tartalmazó rendszerben lassú hidrolízisnél (amikor az oldat ferriion-koncentrációja meghaladja a goethit oldhatósági szorzatát) goethit, gyors hidrolízisnél (ha a koncentráció a ferri-hidrát oldhatósági szorzatát haladja meg) ferri-hidrát képződik. Goethit létrejöhet a ferri-hidrát oldódásával, majd kicsapódással is, ami a ferri-hidrátból történő hematitképződéssel kompetitív folyamat. A ferri-hidrátból a nagyobb aggregátumok keletkezése elősegíti a hematit-kristályosodási-gócok képződését. A ferri-hidrát előzetes jelenléte tehát szükséges a hematit képződéséhez. E folyamatoknak kedveznek az aggregálódást és dehidrációt elősegítő tényezők, így a ferri-hidrát nagy koncentrációja, a magasabb hőmérséklet, valamint a csapadéknak az izoelektromos pont körüli öregedése. A ferri-hidrátból történő hematitképződéshez nem okvetlenül szükséges sem a

1. táblázat
 Titán-oxid-ásványok néhány előfordulása különböző talajok homokfrakciójának nehézsárványai között

Ásvány	Ausztrália	Észak Amerika — Amerikai Egyesült Államok	Európa
Anatáz	Alluviális, barna, vörösbarna talajok, barna-, fekete- és vörösföldek, sárga és vörös podzol, podzol, reziduális vályogtalajok [37], lateritek [19], gilgai és szologyos-szolonyec talajok [41]	Dunmore (Indiana, Virginia) és Hagerstown (Virginia) homoktalaj, Grundy- és missouri Tilsit [67] iszapos vályogtalaj	Észak-norvégiai brunisol, podzol és regosol [29] és thüringiai agyagbemosódásos erdőtalaj, podzol [90]
Brookit		Montalto iszapos vályogtalaj [18]	Észak-norvégiai regosol [29], és thüringiai agyagbemosódásos barna erdőtalaj, podzol [90]
Ilmenit	Alluviális, barna talajok, barna-, fekete- és vörösföldek, sárga és vörös podzol, podzol, reziduális és vályogtalajok [37], vörösbarna-földek [20], lateritek [19] gilgai és szologyos-szolonyec talajok [41],	Mississippi vörössárga podzolos válygos homoktalaj [80], nebraskai Scott [2], és marylandi Montalto iszapos vályogtalaj	Göttingeni erdőtalaj [45], spanyolországi Umbradepts mollico [24] és thüringiai agyagbemosódásos barna erdőtalaj, barnaföld, podzol [90]
Rutil	Alluviális, barna talajok, barna-, fekete- és vörösföldek, sárga és vörös podzol, podzol, reziduális és vályogtalajok [37], vörösbarna-földek [20], lateritek [19], gilgai és szologyos-szolonyec talajok [41]	Michigan podzol [123], mississippi vörössárga podzolos válygos homoktalaj [80], Dunmore (Virginia) és Hagerstown (Indiana, Pennsylvania, Virginia) homoktalaj [50], Grundy [67], marylandi Montalto [18], missouri Tilsit [67] és nebraskai Scott [2] iszapos vályogtalaj, oklahamai Canadian, Chiskasha, Derby, Dougherty, Kirkland, Lincoln, Minco, Nimrod, Vanoss és Yahola talajsorozatok [15]	Hollandiai podzol [63], észak-norvégiai brunisol, podzol, regosol [29], és thüringiai agyagbemosódásos barnaföld és podzol [90]
Leukoxen	Gilgai és szologyos-szolonyec talajok [41] és lateritek [19]	Michigan podzol [123], mississippi vörössárga podzolos válygos homoktalaj [80], Dunmore (Virginia) és Hagerstown (Indiana, Pennsylvania, Virginia) homoktalajok [50]	Thüringiai agyagbemosódásos barna erdőtalaj, barnaföld, podzol [90]

kiszáradás, sem a magasabb hőmérséklet, de szobahőmérsékleten e folyamat igen lassú (15 év alatt a ferri-hidrit teljesen átkristályosodhat hematittá). Az amorf ferri-hidroxid négy és fél évig szobahőmérsékleten végzett öregítésénél SCHWERTMANN [93] azt tapasztalta, hogy pH 10 alatt hematit képződött.

A goethit képződését a pH csökkenése (7–4 között), illetve kis pH-érték (pH 3 alatt), valamint a goethit-kristályosodási-gócok jelenléte segíti elő. A komplexképző szerves vegyületek a ferri-hidrát hematittá történő átkristályosodása helyett oldódásához és goethit képződéséhez vezetnek. A hidroxil-karbonsavak gátolják a ferri-hidrátok átalakulását jól kristályos oxidokká. A kis citrát-koncentráció a hematitlécek létrejöttének kedvezett [96]. Az oxalationok a ferri-hidrátból történő hematitképződésnek kedveztek a goethittel szemben. Míg az oldatban oxalát nem volt jelen, kis amorf szemcsék képződtek, amelyek azután aggregálódtak, nagyobb oxalátkoncentrációnál viszont hidroxid-kristálygócok alakulnak ki az aggregálódás előtt. A végső aggregátumok nem mutatnak hexagonális elrendeződést, és a hidroxidszemcsék méretéhez hasonló nagyságú hexagonális hematitkristályok keletkeznek. Az oxalationok gyorsítják a hematit-kristálygócok kiválását, mivel a vas-oxalátban a Fe—Fe távolság hasonló a hematitéhez [33].

SCHELLMAN (cit. in: [113]) laboratóriumi megfigyelései arra utaltak, hogy a Ca- és Mg-ionok adszorpciója a frissen lecsapott vas-oxid-gélen a hematit, míg a HCO_3^- és SO_4^{2-} -ionok a goethit képződését segítik elő. Tasmániai vörösföldeket vizsgálva TAYLOR és GRALEY [113] is rámutattak arra, hogy a Ca és Mg mennyisége a kicserélhető komplexben korrelációban van a goethit/hematit aránnyal.

A hematitot széles földrajzi elterjedésben, számos talajtípus iszap- és homokfrakciójának nehézasványai között (2. táblázat) határozták meg. Kimutatható a talajt színező diszpergált formában is, pl. a lateritek, laterites talajok és trópusi vörösföldek esetében [47, 65, 97, 121]. SCHWERTMANN, FISCHER és TAYLOR [97] összegzése szerint a hematit mediterrán, szubtrópusi és trópusi talajokra jellemző.

A lateritekben amorf ferri-hidroxidokhoz és a goethithez képest a hematit + H_2O fázisok a 70% relatív humiditás alatt stabilak (a stabilitáson — a továbbiakban is — a földfelszíni viszonyokra vonatkoztatott termodinamikai stabilitást értem). A goethit \rightarrow hematit + H_2O átalakulás normál éghajlati körülmények között nem reverzibilis folyamat, így a hematit olyan vizgőznyomásnál is fennmarad, amelynél a goethit a stabil ásvány [66]. A talaj nedvesedése és kiszáradása során (a légszáraz talaj relatív humiditása kb. 50% relatív nedvesség) a határt többször is keresztezik az értékek.

MÜLLER (cit. in: [11]) másodlagos hematitkristályokat írt le XRD, DTA, SEM-EDXRA technikával nepáli fosszilis laterit talajokból.

A differenciál röntgendiffrakciós módszerrel sikerült a vas-oxid- és oxi-hidroxid-ásványok kimutathatósági határát javítani, és így hematitot meghatározni egyesült államokbeli Paleustalf és Paleudalf talajokból, valamint braziliai Acrothox talajból [92]. Bár rámutattak arra, hogy a dithionitos kioldás részben a hematitot is oldja [118].

Különösen elektronmikroszkópiával kombinált mikromorfológiai vizsgálatokkal [30] határozták meg számos talajban hematitot mint kiválások alkotórészét, így Oxisolokban [16], valamint malájföldi Eutropept, Tropudult, zairei Haplustox talajokban [32].

A hematit számos talajban fordul elő mikroaggregátumok formájában, így Spanyolországi mészkővön kialakult rendzina, meszes barna és szialitos talajokban is. A talajképző kőzet ott pirites volt, és a hematit ennek oxidációjával képződött, amit bizonyított az esetenként megfigyelhető pirit utáni hematit pszeudomorfoza. A rossz drénviszonyokkal rendelkező talajban goethitesedés ment végbe [26]. Elektronmikroszkópos vizsgálatokkal 5–8 nm-es mikroaggregátumokat cementáló hematitkristályokat írtak le braziliai, amazóniai Terra Roxa Estruturada talajból is [52]. SCHMIDT—LORENZ (cit. in: [10]) lateritekből írt le hematit-

mikroaggregátumokat, illetve közép-európai fosszilis talajokban ezek alapján mutatta ki a lateritesedési folyamat nyomait.

A rubefikáció során is végbemegy hematitosodás, így pl. AQUILAR és munkatársai [3] a spanyolországi Rendoll, Haploxeralf és Xerothent talajok rubefikálódását a talajszövetet átszövő hematit ferriargillan slireknek tulajdonítják.

2. táblázat

Vas-oxid-ásványok néhány előfordulása különböző talajok homokfrakciójának nehézasványai között

Ásvány	Ausztrália	Észak Amerika — Amerikai Egyesült Államok	Európa
Hematit		Észak-michigani podzol és szürke erdőtalaj [123], USA DK-i területeinek vörös és sárga podzol talajai, valamint Oxisolok [66]	Németországi parabraunerde [82], thüringiai agyagbemosódásos erdőtalaj és podzol [90], spanyolországi Umbrandepts mollico, Ochrandepts entico [24] és Haploxeralf, Rendoll és Xerothent [3]
Maghemit + magnetit	Laterit [19]		
Magnetit	Alluviális, barna és vörösbarna talajok, vörösbarna- és feketeföldek, vörös podzol, podzol vályogtalajok [37] és lateritek [19]	Michigani [62, 123] és New York állambeli [17] podzol és barna podzolos erdőtalaj, mississippi vörös-sárga podzolos vályogos homok [80], missouri Tilsit [67] és nebraskai Scott [2] iszapos vályog	Göttingeni barna erdőtalaj [45], thüringiai agyagbemosódásos erdőtalaj, barnaföld és podzol [90], spanyolországi Umbrandepts mollico, Ochrandepts entico [24] és Haploxeralf, Rendoll és Xerothent [3]

A hematit mállása során goethitesedhet. BEDARIDA és PEDEMONTE [7] elbai táblás hematitkristályokon (röntgendiffrakcióval, fáziskontraszt és reflexiós mikroszkópiával és interferometriával) $\text{FeO}(\text{OH})$ -ot, goethitet vagy goethit-hematit keveréket határozott meg. A mállástermékek rendszerint a 60° -ot bezáró kristálytani irányok mentén jelentek meg, a kristálynövekedési lépcsőket és a diszlokációk irányait követve. E mállástermékek kb. egy hét után jelentek meg 20°C körüli hőmérsékleten és 90%-ot meghaladó relatív páratartalomnál. A folyamat előrehaladtával a goethit a hálózat hézagait tölti ki, kérget alkotva. A hematit goethitté alakulása ott indul meg, ahol a felületi vízrendít a növekedési vonalakat metszi, vagy ahol az előzetesen képződött goethitkristályokkal érintkezik, tovább növelve azokat.

További pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok [8] növekedési lapok menti véletlen elhelyezkedő tús goethitkristályok képződését mutatták ki, amelyek gömbökké aggregálódnak, sorokat alkotva a kristálytani irányok mentén, és amelyek végül is kérgékké nőnek össze. Az átalakulási folyamat következő lépéseit valószínűsítik: hematit \rightarrow vízfilm hematit felületén \rightarrow goethitmagok képződése a vízfilmbe \rightarrow víz bepárlódása \rightarrow mikrokristályos goethitképződés.

Egyesült államokbeli szaproliton kialakult Hapludult talaj C-szintjében BIGHAM és munkatársai [9] röntgendiffrakcióval és Mössbauer-spektroszkópiával nagyobb alumíniumtar-

talmú hematitot és goethitet határoztak meg, és mivel a B_{21r} -szintben csak goethitet találtak, feltételezték e talajban a hematit goethitesedését.

Mérsékelt éghajlaton is lehetséges a hematit—goethit-átalakulás, mivel itt a szerves anyag mineralizációja lelassul, felhalmozódik a humusz, és a humuszsavak feloldhatják a hematitot, ami után goethit képződik [121].

A hematit átalakulása maghemitté amorf vasvegyületek és lepidokrokit képződésén keresztül szerves anyag közreműködésével mehet végbe [84].

A maghemit jelenlétére a talajokban mágnesessége alapján figyeltek fel. A régebbi összefoglaló munkák [47, 65] még nem említik talajokban való előfordulását.

A maghemit főként trópusi és szubtrópusi talajok jellemző vas-oxid-ásványa [97], így pl. sárga és vörös talajban, vörösföldben, szologyban, barna podzol talajban, laterites podzol talajokban, valamint podzol talajok vaskonkrécióiból írták le, de előfordul a mérsékelt égöv talajaiban is, pl. Hollandiában, Japánban, a Szovjetunióban és Kanadában, TAYLOR és SCHWERTMANN [114] összegzése szerint. A mágnese konkréciókban általában maghemit és hematit, míg a nem mágneseben goethit és hematit fordult elő, és az utóbbiban több a talajalapanyag is. A mágnese konkréciókban a szelektív oldásoknál a sósavban és dithionitban oldható rész aránya nagyobb volt, mint a nem mágneseben, valamint a konkréció oxálsavban is jobban oldódott.

Laterites mállási kéregben a dunit magnetitjének oxidációjával valószínűsítik a képződését (BONFAS és LEGOU, cit. in: [84]).

Nagy-britanniai barnaföld, felületi glej, podzol, glej podzol talajokban OADES és TOWNSEND [84] olyan mértékű mágnese szuszceptibilitást mért, ami ferromágnese ásványok, feltételezésük szerint maghemit jelenlétére utalt. A ferromágnese ásványok képződéséhez szerintük az optimális körülmények: a jól levegőzött talaj (jó szerkezet, kevéstől-közepes mennyiségű agyagfrakció) és jelentékeny szervesanyag-tartalom. Az általuk vizsgált talajok között a podzol és a glejes podzol talajokban volt a legkevesebb mennyiségük.

Észak-németországi lápokból SCHWERTMANN és HEINEMANN (cit. in: [84]) írtak le maghemitet, amely feltevésük szerint goethitből és lepidokrokitből keletkezett a tőzeg elége során.

Talajokban képződésük egyik módja tehát a goethit vagy lepidokrokit dehidratációja szerves anyag jelenlétében, magasabb hőmérsékleten. Ez azonban nem magyarázza meg széles elterjedésüket. A magnetitből oxidációval történő képződésükkel is csak ott lehet számolni, ahol a talajban a magnetit jelentősebb mennyiségben előfordul, így elsősorban bázisos vulkáni kőzeteken kialakult talajokban [114, 121]. Képződésének további lehetősége az, amikor a ferro-ferri vas rendszerben (pH 7-nél és a talajokra jellemző ferroion-koncentrációnál) ferro-ferri-hidroxid vagy sziderit (a kémhatástól és a CO_2 parciális nyomásától függően) keletkezik, majd a sziderit oxidációjával általában goethit, míg a ferro-ferri-hidroxid oxidációjával lepidokrokit vagy maghemit képződik. A maghemit keletkezéséhez a lassú oxidációs sebesség, a nagyobb pH-értékek (6—8), a 20—40 °C közötti hőmérséklet, a nagyobb összes vaskoncentráció és a ferroionok jelenléte kedvező. A maghemit képződéséhez az szükséges, hogy a ferro-ferri-hidroxid dehidrációja még teljes oxidációja előtt végbemenjen. A gyors oxidációnál lepidokrokit jön létre [97].

A talajokban a magnetit et általánosan elterjedt ásványnak tartják, JACKSON [47] szerint a talajképző kőzetből származik, és rendszerint a homok-, MARSHALL [65] szerint pedig a homok- és az iszapfrakciókban fordul elő. PETTJOHN, WEYL és GRAHAM (cit. in: [13]) a magnetitot a mállásnak ellenálló, bár nem a legellenállóbb ásványok közé sorolják. Ennek megfelelően a talajképző-kőzet-heterogenitás vizsgálatoknál is felhasználták index ásványnak, így észak-michigani podzol és szürke erdőtalaj finom homokfrakciója nehézásványai között YASSOGLOU és WHITESIDE [123] jelentős mennyiségű magnetitot (20—77,5%) határoztak meg. A nehézásvány-

vizsgálatok szerint a magnetit különböző típusú és földrajzi elterjedésű talajokban fordult elő (2. táblázat).

A mágnese szuszceptibilitás vizsgálatok jelezték a magnetit talajban történő képződésének lehetőségét, ugyanis automorf talajokban — pl. gyeses podzol talajban — a mágnese szuszceptibilitás nagyobb, mint az alapkőzetben [116]. VODJANICKIJ [116] szerint a keletkezése lehetséges $\text{Fe}(\text{OH})_2$ -ből. A talaj átnedvesedések a szerves anyagok (a humusz- és fulvosavak) elősegítik a vasvegyületek lebomlását és redukálódását. Kiszáradáskor oxidáció és a képződött $\text{Fe}(\text{OH})_2$ dehidrációja következik be, majd tovább oxidálódása során magnetitté válik. Képződésének a nedvesedés és kiszáradás közötti átmeneti szakasz kedvez. Ez a periódus a humuszos szintben hosszabb, a podzolos szintben rövidebb. A hidromorf talajok és az alapkőzet között a mágnese szuszceptibilitásban a fenti különbség nincs meg.

A magnetit goethitből és hematitből történő képződésénél szerepet játszik a szerves anyag, felhasználódik a bomlásánál képződő energia.

A gyeses podzol talaj szemcsefrakcióiban a ferromágnese ásványok eloszlása heterogén, a vályogos homok mechanikai összetételű gyeses podzol 0,001—0,005 mm közötti méretű frakcióiban koncentrálódik a magnetit és a maghemit, a hidrogoethit pedig a 0,05—0,25 mm frakcióban, míg a homok mechanikai összetételű gyeses podzolban a magnetit a 0,05 mm > frakcióban halmozódik fel, a hidrogoethit pedig a homokfrakciókban [117].

A magnetit szintézisére számos kísérletet végeztek [95]. Újabban TAYLOR [111] a Cl^- -ion hatását tanulmányozta ferro-klorid-oldatban ($\text{pH} = 7,25$ °C) aerációval történő szintézisnél és megállapította, hogy a nagyobb kloridion-koncentráció nem kedvez a magnetit képződésének, gátolja a $\text{Fe}-\text{O}-\text{Fe}$ kötések képződését. A zöld rozsdából öregedés során magnetit és lepidokrokit képződik. A fenti összefüggésre vezetnek vissza, hogy alacsonyan fekvő tengerparti talajokban a lepidokrokit jelentős mennyiségben lehet jelen.

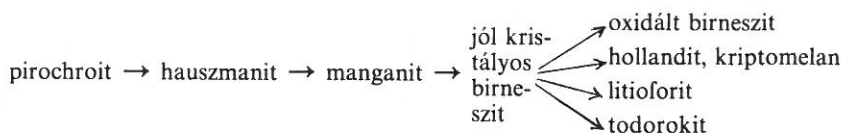
Felhívták a figyelmet arra is, hogy amorf, illetve rosszul kristályos vasvegyületek meghatározására felhasznált szelektív kivonószerek, különösen az ammónium-oxalát, a talajban előforduló „aktivizált” felületű magnetitből jelentős mennyiségű vasat oldhatnak ki [88, 118].

Mangán-oxid-ásványok

A talajokban előforduló mangán-oxid-ásványokról több összefoglaló cikk jelent meg MCKENZIE-től [70, 71, 72]. Összegezése szerint a mangán oldott formában erősen savanyú talajokban található, ahol a bakteriális oxidáció lassú és a szerves anyag redukciója gyors. Oxidált formában a mangán inkább semleges—lúgos kémhatású talajokban fordul elő, ahol a bakteriális oxidáció gyors és a szerves anyag redukciója lassú. Lúgos közegben gyors oxidáció megy végbe, míg semleges körüli kémhatásnál lassúbb, ekkor az első kiválási termék hauszmanit, majd pedig manganit képződik. A mangán oxidációját több adat szerint a talaj finom szemcséi és a MnO_2 katalizálják.

A mangán gyakran csapódik ki a vassal együtt, bár azonos Eh- és pH-értékeknél az oldott vas mennyisége kisebb mint a mangáné. A mangánkiválások főként periodikusan vízzel telített talajokban fordulnak elő. Ezt hangsúlyozta MAKEDONOV [62] is, akinek a megfogalmazása szerint a vas-mangánkiválások megjelenése a talajokban az időszakosan túl bő nedvességgel jellemzett típusokhoz, illetve szintekhez kapcsolódik, ahol is keletkezésükhöz az optimális körülményeket a pH, Eh fluktuációja, és így a vas- és mangánvegyületek mobilizációjának változása biztosítja. A mangánkoncentráció folyamatát — a vasvegyületéhez hasonlóan — BLÜMEL elgondolása alapján MCKENZIE [70] a következőképpen képzei el: a talaj nedves állapotában a mangánionok redukálódnak az aggregátumok felületén és az aggregátumok belsejébe vándorolnak, ahol kiszáradás után oxidálódnak és kicsapódnak.

MCKENZIE [70] részletesen összefoglalja a mangán-oxid-szintézis kísérletek eredményeit. A talajokban a mangán-oxid—oxihidroxid-ásványoknak következő képződési sorát tételezi fel:



A talajban előforduló mangán-oxid-ásványok közül a birneszitet és a hollanditot tartják gyakoribbnak [70, 71, 72, 115].

A *manganosit* és a *partriedgit* víz jelenlétében instabil, pirochroitá és manganittá alakul, így előfordulásuk a talajban nem valószínű [70].

Erősen oxidatív viszonyok között a *piroluzit* a legstabilabb mangán-oxid-ásvány. Redukálódás során a piroluzit oldódik és manganit válhat ki. Már kis mennyiségű idegen ionok gátolják a piroluzit képződését, és nagyobb mennyiségben a *nsutit* is [71, 72], így a piroluzit a talajban a ritkább mangán-oxid-ásványok közé tartozik. Csak egy ausztráliai talaj alluviális agyag alapkőzetéből mutatták ki [115].

LINDSAY [60] szerint a *nsutit* kissé jobban oldódik mint a piroluzit, és sem a nagyobb, sem a kisebb redox értéknél nem stabil fázis. Képződését a szintézis kísérletek tanúsága szerint az idegen ionok kevésbé gátolják, mint a piroluzitét [70, 71, 72]. TAYLOR, MCKENZIE és NORRISH [115] ausztráliai nehéz mechanikai összetételű talaj felső szintjéből birneszitkonkréciót irtak le, amelynek külső kérge ESWARAN és munkatársai [32] szerint főként tús *nsutit*kristályokból áll.

A *birneszit* mind nagy, mind kis redox értékeknél instabil ásvány LINDSAY [60] szerint. Ezzel szemben MCKENZIE [70, 71] a talajokban leggyakrabban előforduló ásványnak tartja, számos talajból irták le. TAYLOR, MCKENZIE és NORRISH [115] ausztráliai szürke, nehéz mechanikai összetételű talaj, vörösföld és podzol talajok kiválásaiban határozták meg, ahol általánosításuk szerint inkább a felszíni, lúgos kémhatású szintben fordult elő, a kiválások festő- és cementálóanyagát alkotva, esetenként konkréciók héjait, repedések menti igen vékony festődéseket, a talajalapanyag részein bevonatokat vagy cementálódásokat képezve.

TAYLOR [112] izraeli szürkés-vörös barna agyag és terra rossa, valamint libanoni barna homokos agyag, jugoszláviai terra rossa talajokból is leírta ezt az ásványt, indianai Aquec Udepsamman és Typic Ochraqualf talajok B-szintjéből pedig ROSS és munkatársai [89] mangánkiválásokból mutatták ki. Többnyire homok mechanikai összetételű, fluktuáló talajvíz hatása alatt álló talajokban határozták meg ezt az ásványt.

ESWARAN és munkatársai [32] malájföldi Aeris Tropaeque talaj kiválásaiban mutattak ki birneszitet.

A Szovjetunió talajaiban az Azovi terület, a homutovszki sztyepp csernozjom és a vlagyimiri terület gyepek podzol talajaiban CSUKROV és munkatársai [23] mutattak ki birneszitet, amely CHUKROV és GORSKOV [21] szerint a mikroorganizmusok hatása nélkül lassú oxidációval képződik aggregálódott lemezek formájában, és mind savanyú, mind lúgos kémhatásnál előfordul.

A birneszit szintézis kísérletek tanulságait MCKENZIE [71] részletesen összegezte.

A talajban a *hauszmanit* nem stabil ásvány [60]. CHUKROV és GORSKOV [21] általánosítása szerint azokban a talajokban, amelyekben hauszmanit előfordult (így az Azovi-tenger menti terület csernozjom és a szibériai réti talajokban), a pH-érték nagy.

A talajban található mangánásványok közül a *hollandit* ritkábban fordul elő, mint a litioforit vagy a birneszit [70], képződését az utóbbi átkristályosodásával magyarázzák. TAYLOR, MCKENZIE és NORRISH [115] ausztráliai talajok mangánkiválásait vizsgálva ezt az ásványt préri és szology talajokból írta le.

A kriptomelánt CHUKROV és GORSKOV [21] stabil ásványnak tekinti, amely az instabil birneszit, rancieit és vernadit átalakulásával képződik a megfelelő káliumkoncentrációnál. MCKENZIE [70] a kriptomelán képződését a talajban elsősorban a birneszit átalakulásával magyarázza. A szintézis kísérletek tapasztalatai szerint a nagyméretű idegen ionokat tartalmazó birneszit könnyen átalakul kriptomelánná. A Szovjetunióból több helyről is leírtak a talajokból kriptomelánt, így Moszkva környéki szürke erdei, Vlagyimir területi gypes podzol, az Azov-tenger menti homutovszki sztyeppi réti talajból, valamint a szalairszki terület gypes podzol talajainak kiválásaiból. Az Amazonas teraszán kialakult sötét színű talajokból szintén kimutatták [21, 23].

Egyéb oxidásványok

A talajokból leírtak még néhány ritkább oxidásványt is, *kassziteritet* az oksskolteni (ÉK Norvégia) podzol és regosol talajokból [29], *baddeleyitet* ugandai talajokból (BALDOCK, cit. in: [46]), *spinellt* oksskolteni brunisol, podzol és regosol talajokból [29], és *kromitot*, valamint *krizoberillt* kelet-thüringiai podzol talajokból [90].

Ezek az ásványok valószínűsíthetően a talajképző kőzetből származnak. A talajokban az említettek kivül még egyéb oxidásványok előfordulása is feltételezhető, elsősorban a talajképző kőzet összetételétől és a mállás intenzitásától függően, de a kimutatásukra elegendő számú konkrét vizsgálat még nem történt. Az előző fejezetekben ismertetett oxidásványok esetében is a felsorolt talajokon kívül jóval szélesebb elterjedésük valószínűsíthető, azonban az ilyen irányú vizsgálatok jelenleg igen korlátozott számúak.

A fenti szakirodalmi áttekintés azt bizonyítja, hogy az utóbbi időben a talajban eddig nem vagy csak kevésbé ismert oxidásványokra is ráirányult a figyelem, és a felhalmozódó ismeretek elterjedésükről, képződési és mállási körülményeiről, és ezen keresztül a talajokban végbemenő folyamatokról is számos új összefüggést tártak fel.

Irodalom

- [1] ACQUAYE, D. K. & TINSLEY, J.: Soluble silica in soils. In: Experimental pedology. (Eds.: HALLSWORTH, E. G. & CRAWFORD, D. V.) 126—148. Butterworths. London. 1965.
- [2] ADAMS, J. E. & MATELSKI, R. P.: Distribution of heavy minerals and soil development in Scott silt loam. Soil Sci. 79. 59—69. 1955.
- [3] AQUILAR, J. et al.: The influence of some soil forming factors on the morphology, micromorphology and mineralogy of soils formed from calcareous rocks. In: Soil micromorphology. Proc. 5th Int. Working Meeting on Soil Micromorphology. (Ed.: DELGADO, M.) 257—285. Moreno. Granada. 1978.
- [4] BAIN, D. C.: A titanium-rich soil clay. J. Soil Sci. 27. 68—70. 1976.
- [5] BECKWITH, R. S. & REEVE, R.: Studies on soluble silica in soil. I. The sorption of silicic acid by soils and minerals. Aust. J. Soil Res. 1. 157—168. 1963.
- [6] BECKWITH, R. S. & REEVE, R.: Studies on soluble silica in soils. II. The release of monosilicic acid from soils. Aust. J. Soil Res. 2. 33—45. 1964.
- [7] BEDARIDA, F. & PEDEMONTE, G. M.: Hematite to goethite surface weathering. Amer. Miner. 56. 1469—1473. 1971.
- [8] BEDARIDA, F. et al.: Hematite to goethite surface weathering. Scanning electron microscopy. Amer. Miner. 58. 794—795. 1973.
- [9] BIGHAM, J. M. et al.: Mössbauer and X-ray evidence for the pedogenic transformation of hematite to goethite. Soil Sci. Soc. Am. J. 42. 979—981. 1978.
- [10] BISDOM, E. B. A.: A review of the application of submicroscopic techniques in soil micromorphology. I. Transmission electron microscope (TEM) and scanning electron microscope (SEM). In: Submicroscopy of soils and weathered rocks. First Workshop of the International Working Group on

- Submicroscopy of Undisturbed Soil Materials (IWGSUSM). (Ed.: BISDOM, E. B. A.) 67—116. Pudoc. Wageningen. 1980.
- [11] BISDOM, E. B. A.: A review of the application of submicroscopic techniques in soil micromorphology. II. Electron microprobe analyzer (EMA), scanning electron microscope—energy dispersive X-ray analyzer (SEM—EDXRA), laser microprobe mass analyzer (LAMMA 500), electron spectroscopy for chemical analysis (ESCA), ion microprobe mass analyzer (IMMA), and the secondary ion microscope (SIM). In: Submicroscopy of soils and weathered rocks. First Workshop of the International Working Group on Submicroscopy of Undisturbed Soil Materials (IWGSUSM). (Ed.: BISDOM, E. B. A.) 117—162. Pudoc. Wageningen. 1980.
 - [12] BREESE, B. F.: Quartz overgrowths as evidence of silica deposition in soils. *Aust. J. Sci.* **23**, 18—20. 1960.
 - [13] BREWER, R.: Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley & Sons, Inc., New York—London—Sydney. 1964.
 - [14] BRIDGES, E. M. & BULL, P. A.: The role of silica in the formation of compact and indurated horizons in the soils of South Wales. In: Soil micromorphology. (Eds.: BULLOCK, P. & MURPHY, C. P.) 605—613. A. B. Academic Publ. Berkhamsted. 1981.
 - [15] BUCKHANNAN, W. H. & HAM, W. E.: Preliminary investigations of heavy mineral criteria as an aid in the identification of certain soils in Oklahoma. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **6**, 63—67. 1941.
 - [16] BUOL, S. W. & ESWARAN, H.: The micromorphology of Oxisols. In: Soil micromorphology. Proc. 5th Int. Working Meeting on Soil Micromorphology. (Ed.: DELGADO, M.) 325—347. Moreno. Granada. 1978.
 - [17] CADY, J. G.: Soil analyses significant in forest soils investigations, and methods of determination: 3. Some mineralogical characteristics of podzol and brown podzolic forest soil profiles. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **5**, 352—354. 1940.
 - [18] CARROLL, D.: Description of a Montalto soil in Maryland. *Soil Sci.* **75**, 87—102. 1953.
 - [19] CARROLL, D. & WOOF, M.: Laterite developed on basalt at Inverell, New South Wales. *Soil Sci.* **72**, 87—99. 1951.
 - [20] CHITTLEBOROUGH, D. J. & OADES, J. M.: The development of a red-brown earth. II. Uniformity of the parent material. *Aust. J. Soil Res.* **18**, 375—382. 1980.
 - [21] CHUKROV, F. V. & GORSKOV, A. I.: Iron and manganese oxide minerals in soils. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences.* **72**, 195—200. 1981.
 - [22] CROOK, K. A. W.: Weathering and roundness of quartz sand grains. *Sedimentology.* **11**, 171—182. 1968.
 - [23] CSUKROV, F. V. et al.: K geochimii i mineralogii manganca i zseleza v moloduh produktah gipergeneza. *Izv. Akad. Nauk Sz.Sz.R Szer. Geol.* **17**, 5—24. 1980.
 - [24] DELGADO, M. et al.: Estudio edafológico de la Isla Alboran. Sep. Editado e impreso por el Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Granada y los Departamentos de Botanica, Edafologia y Parasitología de la Facultad de Farmacia. Granada. 1972.
 - [25] DOLCATER, D. L., SYERS, J. K. & JACKSON, M. L.: Titanium as free oxide and substituted forms in kaolinites and other soil minerals. *Clays Clay Miner.* **18**, 71—79. 1970.
 - [26] DORRONSORO, C. & DELGADO, M.: Iron compounds in the coarse sand fraction of some Spanish soils. In: Soil microscopy. Proc. 4th Int. Working Meeting on Soil Micromorphology. (Ed.: RUTHERFORD, G. K.) 682—694. Limestone Press. Kingstone. 1974.
 - [27] DOUGLAS, L. A. & PLATT, D. W.: Surface morphology of quartz and age of soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 641—645. 1977.
 - [28] ELGAWHARY, S. M. & LINDSAY, W. L.: Solubility of silica in soils. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.* **36**, 439—442. 1972.
 - [29] ELLIS, S.: An investigation of weathering in some arctic-alpine soils on the Northeast flank of Oksskolten, North Norway. *J. Soil Sci.* **31**, 371—385. 1980.
 - [30] ESWARAN, H. & SHOBA, S. A.: Scanning electron microscopy in soil research. In: Soil micromorphology. Proc. Int. Working Meeting on Soil Micromorphology. (Eds.: BULLOCK, P. & MURPHY, C. P.) 19—47. A. B. Academic Publ. Berkhamsted. 1981.
 - [31] ESWARAN, H. & STOOPS, G.: Surface textures of quartz in tropical soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **43**, 420—424. 1979.
 - [32] ESWARAN, H. et al.: Scanning electron microscopy of secondary minerals in Fe—Mn glaeboles. In: Soil micromorphology. Proc. 5th Int. Working Meeting on Soil Micromorphology. (Ed.: DELGADO, M.) 851—885. Moreno. Granada. 1978.

- [33] FISCHER, W. R. & SCHWERTMANN, U.: The formation of hematite from amorphous iron(III) hydroxide. *Clays Clay Miner.* **23**, 33—37. 1975.
- [34] FLACH, K. W. et al.: Pedocementation: induration by silica, carbonates, and sesquioxides in the Quaternary. *Soil Sci.* **107**, 442—453. 1969.
- [35] GARRELS, R. M. & CHRIST, V. L.: Solutions, minerals and equilibria. Harper & Row. New York. 1965.
- [36] GORBUNOV, N. I.: Mineralogija i fiziceszkaja himija pocsv. Izd. Nauka. Moskva. 1978.
- [37] GRAHAM, E. R.: Soil mineralogy as an index to the trace element status of some Australian soils. *Soil Sci.* **75**, 333—343. 1953.
- [38] GREENLAND, D. J. & HAYES, M. H. B.: The chemistry of soil constituents. Wiley Interscience Publ. John Wiley & Sons. Chichester—New York—Brisbane—Toronto. 1978.
- [39] GREENLAND, D. J. & HAYES, M. H. B.: The chemistry of soil processes. Wiley Interscience Publ. John Wiley & Sons. Chichester—New York—Brisbane—Toronto. 1981.
- [40] HALITIM, A., ROBERT, M. & BERRIER, J.: A microscopic study of quartz evolution in arid areas. In: Soil micromorphology. Proc. Int. Working Meeting on Soil Micromorphology. (Eds.: BULLOCK, B. & MURPHY, C. P.) 615—621. A. B. Academic Publ. Berkhamsted. 1981.
- [41] HALLSWORTH, E. G. & WARING, H. D.: Studies in pedogenesis in New South Wales. VIII. An alternative hypothesis for the formation of the solodized-solonet of the Pilliga district. *J. Soil Sci.* **15**, 158—177. 1964.
- [42] HENDERSON, J. H., SYERS, J. K. & JACKSON, M. L.: Quartz dissolution as influenced by pH and the presence of a disturbed surface layer. *Israel J. Chem.* **8**, 357—372. 1970.
- [43] HENDERSON, J. H. et al.: Cristobalite and quartz isolation from soils and sediments by hydrofluosilicic acid treatment, and heavy liquid separation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **36**, 830—835. 1972.
- [44] HUANG, W. H. & VOGLER, D. L.: Dissolution of opal in water and its water contents. *Nature*. **235**, 157—158. 1972.
- [45] HUFFMANN, H.: Mineralogische Untersuchungen an fünf Bodenprofilen über Basalt, Muschelkalk und Buntsandstein. *Heidelberger Beiträge Miner. Petr.* **4**, 67—88. 1954.
- [46] HUTTON, J. T.: Titanium and zirconium minerals. In: Minerals in soil environments. (Eds.: DIXON, J. B. & WEED, S. B.) 673—688. *Soil Sci. Soc. Amer. Inc. Madison*. 1977.
- [47] JACKSON, M. L.: Chemical composition of soils. In: Chemistry of the soil. (Ed.: BEAR, F. E.). 71—141. Oxford IBH Publ. Co. New Delhi—Bombay—Calcutta. 1975.
- [48] JACKSON, M. L. & SHERMAN, G. D.: Chemical weathering of minerals in soils. *Advanc. Agron.* **5**, 219—318. 1953.
- [49] JACKSON, M. L. et al.: Geomorphological relationships of tropospherically derived quartz in the soils of the Hawaiian Islands. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **35**, 515—525. 1971.
- [50] JEFFRIES, C. D. & WHITE, J. W.: Some mineralogical characteristics of limestone soils of different localities. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **5**, 304—308. 1940.
- [51] JONES, L. H. P. & HANDRECK, K. A.: Silica in soils, plants, and animals. *Advanc. Agron.* **19**, 107—149. 1967.
- [52] KITAGAWA, Y.: Goethite and hematite in some soils from the Amazon region. *Soil Sci. Plant Nutr.* **29**, 209—217. 1983.
- [53] KOCH S., SZTRÓKAY K. & GRASSELLY GY.: Ásványtan. I—II. Tankönyvkiadó. Budapest. 1967.
- [54] KOVDA, V. A., ZIMOVEC, B. A. & AMCSISZLAVSZKAJA, A. G.: O gidrogennoj akumuljacii szoedinenij kremnezema i polutornih okiszlov v pocsvah Piamur'ja. *Pocsvovedenie*. (5) 1—11. 1958.
- [55] KRAUSKOPF, K. B.: Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **10**, 1—26. 1956.
- [56] KRAUSKOPF, K. B.: The geochemistry of silica in sedimentary environments. In: Silica in sediments. (Ed.: IRELAND, H. A.) 4—19. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.* **7**, 1959.
- [57] KRINSLEY, D. H. & DOORNKAMP, J. C.: Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge Univ. Press. Cambridge. 1973.
- [58] KUNZE, G. W. & OAKES, H.: Field and laboratory studies of the Lufkin soil, a planosol. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.* **21**, 330—335. 1957.
- [59] LIDSTRÖM, L.: Surface and bond-forming properties of quartz and silicate minerals, and their application in mineral processing techniques. *Acta Polytech. Scand.* **75**, 5—146. 1968.
- [60] LINDSAY, W. L.: Chemical equilibria in soils. John Wiley & Sons. New York—Brisbane—Toronto. 1979.

- [61] MACKENZIE, F. T. & GEES, R.: Quartz: synthesis at earth-surface conditions. *Science*. **173**. 533—534. 1971.
- [62] MAKEDONOV, A. V.: Regularities of distribution and formation of ferromanganese concretions in recent basins and soils. In: *Geology and geochemistry of manganese*. Vol. 1: Mineralogy, geochemistry, methods. (Eds.: VARENTSOV, I. M. & GRASSELLY, GY.) 211—226. Akadémiai Kiadó. Budapest. 1980.
- [63] MAREL, H. V., VAN DER: Mineralogical composition on a heath podzol profile. *Soil Sci.* **67**. 193—207. 1949.
- [64] MARSHALL, C. E.: A petrographic method for the study of soil formation processes. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **5**. 100—103. 1940.
- [65] MARSHALL, C. E.: *The physical chemistry and mineralogy of soils*. Vol. I: Soil materials. John Wiley & Sons, Inc. New York—London—Sydney. 1964.
- [66] MARSHALL, C. E.: *The physical chemistry and mineralogy of soils*. Vol. II: Soils in place. John Wiley & Sons. New York—London—Sydney—Toronto. 1977.
- [67] MARSHALL, C. E. & JEFFRIES, C. D.: Mineralogical methods in soil research: Part I. The correlation of soil types and parent materials, with supplementary information on weathering processes. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **10**. 397—405. 1945.
- [68] MATELSKI, R. P. & TÜRK, L. M.: Heavy minerals in some podzol soil profiles in Michigan. *Soil Sci.* **64**. 469—487. 1947.
- [69] McKEAGUE, J. A. & CLINE, M. G.: Silica in soils. *Advanc. Agron.* **15**. 339—396. 1963.
- [70] McKENZIE, R. M.: The manganese oxides in soils — a review. *Z. Pflernähr. Düng.* **131**. 221—242. 1972.
- [71] McKENZIE, R. M.: Manganese oxides and hydroxides. In: *Minerals in soil environments*. (Eds.: DIXON, J. B. & WEED, S. B.) 181—193. *Soil Sci. Soc. Amer. Inc. Madison*. 1977.
- [72] McKENZIE, R. M.: The manganese oxides in soils. In: *Geology and geochemistry of manganese*. Vol. 1: Mineralogy, geochemistry, methods. (Eds.: VARENTSOV, I. M. & GRASSELLY, GY.) 259—269. Akadémiai Kiadó, Budapest. 1980.
- [73] Mineralogy in soil science and engineering. SSSA special publication No. 3. *Soil Sci. Soc. Amer. Inc. Madison*. 1968.
- [74] Minerals in soil environments. (Eds.: DIXON, J. B. & WEED, S. B.). *Soil Sci. Soc. Amer. Inc. Madison*. 1977.
- [75] MITCHELL, B. D.: Oxides and hydrous oxides of silicon. In: *Soil components*. Vol. II. Inorganic components. (Ed.: GIESEKING, J. E.) 395—432. Springer Verlag. Berlin—Heidelberg—New York. 1975.
- [76] MITCHELL, B. D., FARMER, V. C. & MCHARDY, W. J.: Amorphous inorganic materials in soils. *Advanc. Agron.* **16**. 327—383. 1964.
- [77] MIZOTA, C.: Tropospheric origin of quartz in ando soils and red-yellow soils on basalts, Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.* **28**. 517—522. 1982.
- [78] MIZOTA, C. & AOMINE, S.: Clay mineralogy of some volcanic ash soils in which cristobalite predominates. *Soil Sci. Plant Nutr.* **21**. 327—335. 1975.
- [79] MIZOTA, C. & TAKAHASHI, Y.: Eolian origin of quartz and mica in soil developed on basalt in North-Western Kyushu and San-In, Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.* **28**. 369—378. 1982.
- [80] NASH, V. E.: Chemical and mineralogical properties of an Orangeburg profile. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **27**. 688—693. 1963.
- [81] NICKEL, E.: Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. *Contr. Sedimentology*. **1**. 1—68. 1973.
- [82] NIEDERBUDDE, E. A. & SCHWERTMANN, U.: Clay mineralogy of soils. *Geologisches Jahrbuch*. **39**. Reihe D. 99—114. 1980.
- [83] OADES, J. M.: The nature and distribution of iron compounds in soils. *Soils & Fert.* **26**. 69—80. 1963.
- [84] OADES, J. M. & TOWNSEND, W. N.: The detection of ferromagnetic minerals in soils and clays. *J. Soil Sci.* **14**. 179—187. 1963.
- [85] OERTEL, A. C.: The development of a typical red-brown earth. *Aust. J. Soil Res.* **12**. 97—105. 1974.
- [86] PASRICHA, N. S. & PONNAMPERUMA, F. N.: Chemistry of submerged saline, alkali soils. *Il Riso*. **27**. 13—19. 1978.
- [87] PHAIL, M. PC., PAGE, A. Z. & BRIGHAM, F. I.: Adsorption interactions of monosilicic acids and boric acid on hydrous oxides of iron and aluminium. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **36**. 510—514. 1972.
- [88] RHOTON, F. E. et al.: Contribution of magnetite to oxalate-extractable iron in soils and sediments from the Maumee River Basin of Ohio. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **45**. 645—649. 1981.

- [89] ROSS, S. J., FRANZMEIER, D. P. & ROTH, C. B.: Mineralogy and chemistry of manganese oxides in some Indiana soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **40**. 137—143. 1976.
- [90] ROTSCHE, J.: Die Schwermineralzusammensetzung periglazialer Deckschichten des Thüringer Buntsandstein-gebietes in Abhängigkeit vom Ausgangsmaterial. *Chemie Erde*. **32**. 259—269. 1973.
- [91] SCHROEDER, D.: Mineralogische Untersuchungen an Lössprofilen. *Heidelberger Beiträge zur Miner. Petr.* **4**. 443—463. 1955.
- [92] SCHULZE, D. G.: Identification of soil iron oxide minerals by differential X-ray diffraction. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **45**. 437—440. 1981.
- [93] SCHWERTMANN, U.: Zur Goethit- und Hämatitbildung aus amorphem Eisen(III)-hydroxid. *Z. Pflernähr. Düng.* **108**. 37—45. 1965.
- [94] SCHWERTMANN, U. & FISCHER, W. R.: Zur Bildung von α -FeOOH und α -Fe₂O₃ aus amorphem Eisen(III)-hydroxid. III. *Z. anorg. allg. Chem.* **346**. 137—142. 1966.
- [95] SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R. M.: Iron oxides. In: *Minerals in soil environments*. (Eds.: DIXON, J. B. & WEED, S. B.) 145—180. *Soil Sci. Soc. Am. Inc. Madison*. 1977.
- [96] SCHWERTMANN, U., FISCHER, W. R. & PAPENDORF, H.: The influence of organic compounds on the formation of iron oxides. *Trans. 9th Int. Congr. Soil Sci. Adelaide*. **1**. 645—655. 1968.
- [97] SCHWERTMANN, U., FISCHER, W. R. & TAYLOR, R. M.: New aspects of iron oxide formation in soils. *Trans. 10th Int. Congr. Soil Sci. Moscow*. **6**. 237—249. 1974.
- [98] SHERMAN, G. D. et al.: The role of the amorphous fraction in the properties of tropical soils. *Agrochimica*. **8**. 146—163. 1964.
- [99] SIDHU, P. S.: Aeolian additions to the soils of North-West India. *Pedologie*. **27**. 323—336. 1977.
- [100] SMITHSON, F.: Silica particles in some British Soils. *J. Soil Sci.* **7**. 122—129. 1956.
- [101] Soil chemistry. A. Basic elements. (Eds.: BOLT, G. H. & BRUGGENWERT, M. G. M.) Elsevier Scientific Publ. Co. Amsterdam—Oxford—New York. 1976.
- [102] Soil chemistry. B. Physico-chemical models. (Ed.: BOLT, G. H.) Elsevier Scientific Publ. Co. Amsterdam—Oxford—New York. 1982.
- [103] Soil classification. A comprehensive system. 7th approximation. Soil Survey Staff. Soil Conservation Service. USDA. Washington D. C. 1960.
- [104] Soil components. Vol. II. Inorganic components. (Ed.: GIESEKING, J. E.) Springer Verlag. Berlin—Heidelberg—New York. 1975.
- [105] Submicroscopy of soils and weathered rocks. First Workshop of the International Working Group on Submicroscopy of Undisturbed Soil Materials (IWGSUM). (Ed.: BISDOM, E. B. A.) Pudoc. Wageningen. 1980.
- [106] SWINDALE, L. D. & JACKSON, M. L.: A mineralogical study of soil formation in four rhyolite-derived soils from New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.* **3**. 141—183. 1960.
- [107] SYERS, J. K. et al.: Eolian sediment influence on pedogenesis during the Quaternary. *Soil Sci.* **107**. 421—427. 1969.
- [108] SZENDREI G.: Elsődleges szilikátasványok a talajokban. *Agrokémia és Talajtan*. **33**. 545—562. 1984.
- [109] SZLAVNII, JU. A. & VOROB'eva, E. Sz.: Oszazsdenie kremnezema iz pocsvennüh rasztvorov pri promerzanii. *Pocsvovedenie*. (9) 80—84. 1962.
- [110] TAN, K. H.: The effect of interaction and adsorption of silica on structural changes in clay minerals. *Soil Sci.* **134**. 300—307. 1982.
- [111] TAYLOR, R. M.: The association of manganese and cobalt in soils—further observations. *J. Soil Sci.* **19**. 77—80. 1968.
- [112] TAYLOR, R. M.: Influence of chloride on the formation of iron oxides from Fe(II) chloride. I. Effect of [Cl]/[Fe] on the formation of magnetite. *Clays Clay Miner.* **32**. 167—174. 1984.
- [113] TAYLOR, R. M. & GRALEY, A. M.: The influence of ionic environment on the nature of iron oxides in soils. *J. Soil Sci.* **18**. 341—348. 1967.
- [114] TAYLOR, R. M. & SCHWERTMANN, U.: Maghemite in soils and its origin. I. Properties and observations on soil maghemites. *Clay Miner.* **10**. 289—310. 1974.
- [115] TAYLOR, R. M., MCKENZIE, R. M. & NORRISH, K.: The mineralogy and chemistry of manganese in some Australian soils. *Aust. J. Soil Res.* **2**. 235—248. 1964.
- [116] VODJANICKIJ, JU. N.: Obrazovanie ferromagnetikov v dernovo-podzolisztój pocsv. *Pocsvovedenie*. (5) 114—123. 1981.

- [117] VODJANICKIJ, JU. N. & BAGIN, V. I.: Raszpredelenie ferromagnitüh mineralov vo frakcijah mehanicseszkijh elementov dernovo podzolisztüh pocsv. Pocsvovedenie. (1) 96—103. 1982.
- [118] WALKER, A. L.: The effects of magnetite on oxalate- and dithionite-extractable iron. Soil Sci. Soc. Am. J. **47**. 1022—1026. 1983.
- [119] WHITE, K. L.: Sand grain micromorphology and soil age. Soil Sci. Soc. Am. J. **45**. 975—978. 1981.
- [120] WILDING, L. P., SMECK, N. E. & DREES, L. R.: Silica in soils: quartz, cristobalite, trydimite, and opal. In: Minerals in soil environments. (Eds.: DIXON, J. B. & WEED, S. B.) 471—552. Soil Sci. Soc. Am. Inc. Madison, 1977.
- [121] ZONN, SZ. V.: Zselezo v pocsvah. Izd. Nauka. Moszkva. 1982.
- [122] YARIV, S.: Solubility of silica in soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **38**. 693. 1974.
- [123] YASSOGLU, N. J. & WHITESIDE, E. P.: Morphology and genesis of some soils containing fragipans in Northern Michigan. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **24**. 393—407. 1960.

SZENDREI GÉZA

Természettudományi Múzeum
Ásvány- és Kőzettára, Budapest

Érkezett: 1985. július 4.